

MODELO DE SEDIMENTACIÓN CONTINENTAL PARA EL RIFT CRETÁCICO DE LA ARGENTINA CENTRAL. EJEMPLO DE LA SIERRA DE LAS QUIJADAS, SAN LUIS

David RIVAROLA¹ y Luis SPALLETTI²

¹Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis. Chacabuco y Pedertera, 5700 San Luis. E-mail: rivarola@unsl.edu.ar

² Centro de Investigaciones Geológicas. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata y CONICET. Calle 1 nro. 644, 1900 La Plata. E-mail: spalle@cig.museo.unlp.edu.ar

RESUMEN

En este trabajo se estudian las sedimentitas continentales cretácicas (Grupo del Gigante) en la sierra de las Quijadas, ubicada en el noroeste de la provincia de San Luis. La información se obtuvo mediante el relevamiento de 15 perfiles sedimentológicos de detalle que permitieron definir 21 facies sedimentarias y 12 asociaciones de facies. Las facies permitieron interpretar los principales procesos de acumulación sedimentaria, mientras que a partir de las asociaciones de facies se propusieron los modelos paleoambientales. Los depósitos cretácicos se han acumulado en sistemas de abanico aluvial, lóbulos fluviales efímeros, planicies fangosas y barreales, dunas eólicas y ambientes lacustres hidrológicamente cerrados. El registro de la sierra de las Quijadas representa a los depósitos clásticos del margen activo de una cuenca extensional con geometría de hemigraben, desarrollada en un marco paleoclimático árido a semiárido. En él se reconocen dos secuencias deposicionales limitadas por sendas discordancias. Cada una de estas secuencias se compone de una fase de sinrift y otra de postrift. En las fases iniciales o de sinrift las asociaciones de facies reflejan pendientes fuertes, ascenso tectónico de las áreas de aporte ubicadas hacia el oeste (Alto del Desaguadero) y subsidencia mecánica en la cuenca. Las fases de postrift se caracterizan por depósitos efímeros de bajo gradiente y lacustres que responden a una alta tasa de acomodación y tendencia al ascenso del nivel de base geomorfológico que se vinculan con una etapa dominada por subsidencia termal generalizada.

PALABRAS CLAVES: *San Luis, Argentina, Cretácico, sistemas fluviales efímeros, rift.*

ABSTRACT: *Model of continental sedimentation for the Cretaceous Central Argentinean rift: example from Las Quijadas hill, San Luis province.*

The Cretaceous continental deposits of the El Gigante Group in the northwest of San Luis Province (Sierra de las Quijadas), consist of proximal to distal alluvial fan - ephemeral fluvial, playa and lacustrine systems. The sedimentary record is composed of two sequences, each with different architecture and lithofacies compositions. The lower sequence is characterised by: (1) proximal and medial alluvial fan facies, constituted by clast-supported and matrix-supported conglomerates and subordinate sandstone and mudstone; (2) ephemeral sandstone lobes formed mainly of low-angle and trough cross-stratified sandstones, plane-bedded and cross-laminated sandstones and subordinate heterolithic and mudstone levels; (3) distal playa deposits comprising sheet-like heterolithic intervals composed of massive mudstones alternating with ripple cross-laminated fine-grained sandstones and siltstones; and (4) aeolian deposits represented by large-scale, cross stratified sandstones (dunes) associated with low-angle or horizontally laminated layers with dinosaur ichnites (dry interdunes or aeolian sand-sheet deposits). The facies associations of the upper sequence are: (1) terminal alluvial fan sheets characterized by pebbly sandstones and sandstones with a hole range of sedimentary structures (plane-bedding, planar a trough cross-bedding, ripple cross-lamination and massive layers); (2) proximal alluvial debris flow deposits associated with imbricated and massive clast-supported stream- and sheet-flood conglomerates; (3) amalgamated large-scale and wedge shaped cross-bedded sandstone sets interpreted as barjanoid ridges; and (4) massive and laminated lacustrine mudstones showing intercalations of nodular gypsum, laminated anhydrite and fine-grained lake margin sandstones. Alluvial and fluvial systems flowed east from the Alto del Desaguadero Uplift. During lower sequence time the climate was arid to semiarid. During the upper sequence the climate though still semiarid was more humid. The sequence stratigraphy provides a framework in which to assess the evolution of depositional style. The two fining upward sequences of Sierra de las Quijadas represent the sedimentary infill of an active margin of a half graben basin. Both sequences are characterized by an initial synrift stage and a final postrift stage. The initial stage was governed by regional tectonic subsidence. The sedimentary record comprises proximal alluvial fan facies which passed downstream into ephemeral fluvial facies and mudflat/lacustrine facies. A prominent change in depositional style from proximal to distal deposits occurred in the postrift stage. This suggests an increase in sediment accommodation and a general rise in base-level related to a change from mechanical to thermal basin subsidence.

KEY WORDS: *San Luis, Argentina, Cretaceous, ephemeral fluvial systems, rift.*

INTRODUCCIÓN

En la cuenca de San Luis (Flores 1969), localizada en el borde sudoccidental de las

Sierras Pampeanas, afloran una serie de sucesiones continentales del Mesozoico y del Cenozoico. Estas sedimentitas son los principales constituyentes del "cordón de

serranías occidentales", que tiene 300 km de longitud por un ancho que no supera los 25 km, se ubica al oeste de la provincia de San Luis próximo al límite con Mendoza, y

hacia el norte penetra escasamente en la provincia de San Juan (Fig. 1). De sur a norte, este cordón está compuesto por las sierras de Varela, Charlone, Las Barrancas, El Tala, Cerrillada de Las Cabras, del Gigante, Las Quijadas, Cantantal y Guayaguas.

Este trabajo abarca el estudio de los depósitos continentales cretácicos del parque nacional Sierra de las Quijadas, distante 116 km al noroeste de la capital de la provincia de San Luis. La región se ubica entre los 32° 20' y 32° 47' de latitud sur y los 67° 10' y 66° 58' de longitud oeste (Fig. 1). Mediante el estudio de dos transectas y 15 perfiles sedimentológicos (Fig. 1) se describen las facies sedimentarias, las asociaciones y secuencias de facies, y se interpretan los principales sistemas de acumulación sedimentaria. Se proponen modelos ambientales, climáticos, paleogeográficos y se presenta un esquema tentativo de la evolución de la cuenca. También se analiza la cronología de los eventos que controlaron la sedimentación en función del contenido paleontológico de las unidades estudiadas y otros elementos de diagnóstico.

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS DEPÓSITOS CRETÁICOS

En distintos sectores de la cuenca de San Luis, las sedimentitas cretácicas aparecen, tanto en su base como en el techo, en relación discordante con unidades estratigráficas de variada edad y origen. Suprayacen al basamento ígneo y metamórfico de las Sierras Pampeanas en las sierras de Varela, Charlone, Las Barrancas y al norte del Gigante y Guayaguas. En Varela lo hacen sobre rocas efusivas del Permo-Triásico asignadas al Grupo Choiyoi, mientras que al norte de Guayaguas se apoyan también en discordancia sobre sedimentitas neotriásicas. Generalmente están cubiertas, discordancia mediante, por sedimentitas continentales atribuidas al Terciario y conocidas como Formación San Roque (Flores 1969), en tanto que en otros sectores quedan sepultadas por la cubierta de sedimentos loessoides cuaternarios (Fig. 1). En las sierras de las Quijadas, de Guayaguas y en la Cerrillada de las Cabras, la sucesión cretáci-

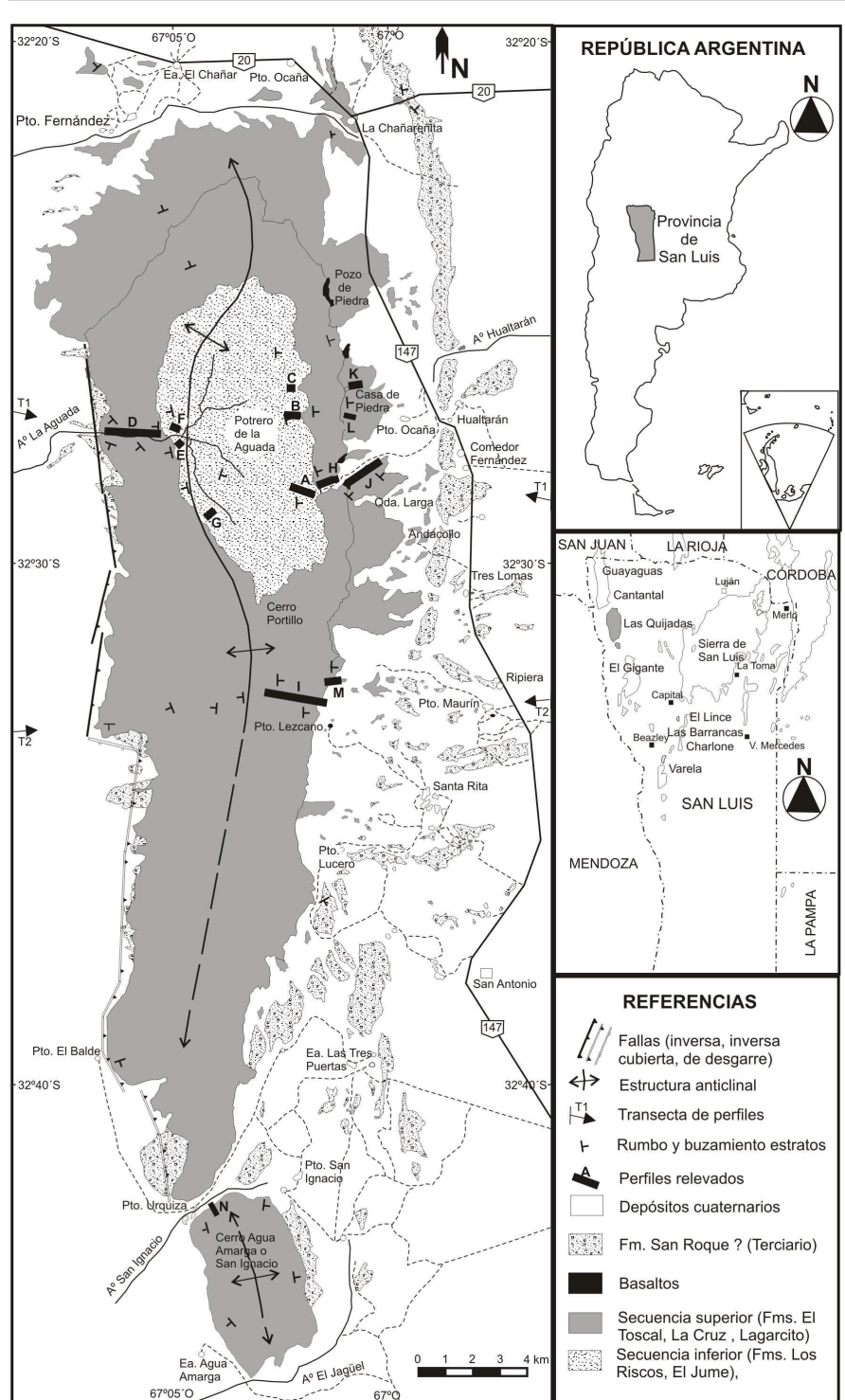


Figura 1. Mapa de ubicación del Cordón de Serranías Occidentales de la provincia de San Luis y mapa geológico de la sierra de las Quijadas (Rivarola 1999). A: La Elda, B: Los Guanacos, C: Los Mogotes, D: La Aguada, E: Los Laberintos, F: Los Cimarrones, G: Los Troncos, H: Quebrada de la Cuesta, I: El Vallecito, J: Quebrada de Hualtarán, K: Casa de Piedra 1, L: Casa de Piedra 2, M: Lomas Puesto Lezcano y N: Cerro San Ignacio.

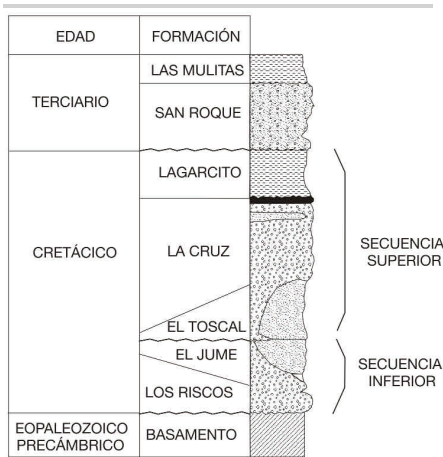


Figura 2: Estratigrafía de la sierra de las Quijadas (basado en Flores 1969 y Rivarola 1999).

ca incluye intercalaciones de basaltos alcalinos. Los primeros estudios sistemáticos en la cuenca comenzaron con los trabajos prospectivos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Biondi 1937, Trumphy 1937, 1942, Fossa Mancini 1937, 1939, Díaz 1947). Con posterioridad se dieron a conocer muy diversos aportes de carácter estratigráfico y paleontológico (cf. Rivarola 1999). Entre ellos, merecen destacarse los de Flores (1969) quien al analizar la geología regional de San Luis establece la primera columna estratigráfica formal para las sedimentitas cretácicas, constituida por las Formaciones Los Riscos El Jume, La Cantera, El Toscal y La Cruz, esta última asociada a efusiones basálticas. Por encima, y en relación de discordancia, se encuentra la Formación Lagarcito (Fig. 2). Flores y Criado (1972) realizaron una síntesis sobre el modelo sedimentario de la cuenca de San Luis y agrupan a las unidades mesozoicas previamente estudiadas por Flores (1969) bajo la denominación de Grupo del Gigante. Poco más tarde, y sobre la base de datos paleontológicos y radimétricos, Yrigoyen (1975) reasignó el Grupo del Gigante al Cretácico temprano y la Formación Lagarcito al Cretácico tardío, e incluye un esquema de correlación de la cuenca de San Luis con áreas circunvecinas. A partir del análisis de líneas sísmicas y de datos de superficie, Yrigoyen *et al.* (1989), agruparon al conjunto cretácico en tres secuencias deposicionales (SD). La más antigua comprende a la sucesión concor-

dante de Formaciones Los Riscos, El Jume y La Cantera; la siguiente a las formaciones El Toscal y La Cruz, y la última a la Formación Lagarcito. Por su parte, Rivarola (1994 y 1995a) reconoció en superficie a las discontinuidades de mayor jerarquía a nivel de cuenca y divide al conjunto sedimentario cretácico en dos ciclos mayores, el primero correspondiente a la sucesión concordante Los Riscos - El Jume y La Cantera, y el segundo a las Formaciones El Toscal - La Cruz y Lagarcito (Fig. 2).

Todas las unidades cretácicas están constituidas principalmente por capas rojas silico-clásticas, algunas de ellas con estrechas similitudes litológicas, como por ejemplo las Formaciones Los Riscos y La Cruz que son de carácter mayormente conglomerádico. La Formación El Toscal varía en su composición desde conglomerados a areniscas según la localidad de afloramiento, mientras que las Formaciones El Jume, La Cantera y Lagarcito se componen esencialmente de areniscas y pelitas, con intercalaciones de bancos de yeso. Vale destacar que la diferenciación entre las Formaciones Los Riscos y El Jume ha sido efectuada en la Sierra del Gigante. En cambio, en la zona de estudio resulta bastante difícil realizar dicha discriminación, razón por la que tanto en el mapa geológico como en los perfiles ambas unidades aparecen reunidas.

Los espesores de la sucesión en su conjunto han sido estimados en forma variable, aunque existe acuerdo en asignarle más de 1.000 m de potencia, pudiendo llegar casi a los 2.000 m en el flanco occidental de la cuenca. Obviamente los espesores de la columna varían de acuerdo a la localidad y a la posición en el interior de la cuenca (cf. Lurgo 1967, Flores 1969, Flores y Criado 1972, Yrigoyen 1975, Bossi 1977, entre otros). Al margen de las subdivisiones formales, debe destacarse que la sucesión cretácica de la sierra de las Quijadas muestra dos importantes discontinuidades en el registro sedimentario. La primera aparece en la base de la sucesión, y marca la apertura de la cuenca durante la Distensión Araucana y el concomitante ascenso del bloque de Desaguadero. La otra, ubicada en el límite entre las Formaciones El Jume y El Toscal (cf. Fig. 2), fue definida por Fossa Mancini (1939) y posteriormente inferida a partir de

datos de subsuelo por Manoni (1985). Esta fuerte discontinuidad erosional interna en el registro cretácico permite definir dos secuencias deposicionales a las que informalmente denominamos inferior y superior. El conjunto de las Formaciones Los Riscos - El Jume conforma a la secuencia inferior, mientras que la superior comprende al resto de las unidades litoestratigráficas antes mencionadas (Fig. 2).

En las unidades cretácicas de San Luis, con excepción de la Formación Los Riscos, se han identificado muy diversos restos fósiles, entre los que se encuentran peces, reptiles, icnitas de dinosaurios, insectos, restos vegetales y una variada asociación de palinoforos Rivarola (1999) ha efectuado una completa revisión del contenido paleontológico. No obstante, la edad de las formaciones continentales cretácicas, en especial las más antiguas, no ha podido ser establecida con precisión. Aquéllas de las que se posee información paleontológica y geocronológica se ubican en el Aptiano - Albiano (Chiappe *et al.* 1998, Rivarola 1999, Prámparo y Milana 1999).

Los estudios referidos a la caracterización sedimentológica y paleoambiental de la sucesión cretácica son bastante recientes y - en su mayoría - se trata de comunicaciones suscitadas en reuniones científicas y de trabajos inéditos de licenciatura de la Universidad Nacional de San Luis. Rivarola y Di Paola (1992a, 1992b) y Rivarola (1994) han realizado aportes de esta índole en la sierra de las Quijadas, Maggi (1994) ha hecho lo propio en Cantantal y Guayaguas; Rivarola (1995b) ha elaborado un esquema de evolución tectosedimentaria para el conjunto de las unidades mesozoicas. Fontanilla (1997) caracterizó las sucesiones cretácicas del extremo norte de sierra de las Quijadas y una tarea similar fue hecha por Aberastain (1998) en la sierra de las Barrancas. Finalmente Pérez y Lucero (2004) y Pérez y Códega (2004) aportaron nuevos conocimientos para las zonas de sur de sierra del Gigante y sierra de Varela, respectivamente.

MÉTODOS DE ESTUDIO

El presente trabajo fue desarrollado sobre la base del relevamiento de 15 perfiles sedi-

mentológicos a distintas escalas (1:500, 1:200, 1:100 y 1:50), los que abarcan más de 1600 metros de sedimentitas cretácicas. Estos perfiles se presentan en las figuras 3, 4, 5, 6 y 7. Durante las tareas de campo se reconocieron las principales facies sedimentarias y se identificaron las superficies de contacto entre distintos litosomas. Posteriormente, las facies fueron agrupadas en asociaciones de facies. La interpretación paleoambiental se efectuó mediante el desarrollo de modelos conceptuales. Además, la repetitividad vertical de asociaciones de facies y de secuencias fue empleada para establecer la ciclicidad a distintas escalas (espesores) y proponer los factores de control extrínsecos e intrínsecos sobre el registro sedimentario. Estos estudios, a los que se sumaron los datos de paleocorrientes, permitieron proponer un modelo paleogeográfico para el área de estudio.

La determinación de facies está fundada en el criterio objetivo de Bosellini *et al.* (1989). Estos autores consideran que una facies es un cuerpo sedimentario de espesor métrico, constituido por uno o varios grupos de estratos y caracterizado por sus rasgos litológicos (composición y textura) y estratigráficos (espesor y geometría de estratos, estructuras sedimentarias y contenido paleontológico). Para la caracterización de facies se utiliza un código litofacial (Cuadro 1) que ha sido adaptado de los que se emplean habitualmente en los trabajos de esta índole (Miall 1978, Spalletti 1997, 2001, Veiga 1997, entre otros).

Por su parte, la asociación de facies consiste en la distribución ordenada de varias facies elementales que se encuentran genéticamente relacionadas (véase Torres 1994). En tal sentido, la asociación de facies debe cumplir con dos requisitos básicos: 1) vinculación espacial (vertical - lateral) sin que medien discontinuidades mayores y 2) vinculación genética. El concepto de asociación de facies es esencial para la caracterización de los sistemas deposicionales.

FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES

Sobre la base de la metodología antes descrita, se han definido en este trabajo 21 facies sedimentarias y 12 asociaciones de

facies. Las características de las facies se sintetizan en el cuadro 1.

La asociación de facies 1 corresponde a los términos más bajos de la secuencia sedimentaria inferior (Formación Los Riscos) y está constituida por las facies Gms. Se reconocen aquí cuerpos formados por aglomerados rojizos, soportados por matriz guijosa hasta limosa, en estratos con geometría en manto, masivos o con gradación normal, así como conglomerados rojizos, soportados por matriz areno-limosa, mantiformes y masivos. El proceso sedimentario involucrado en la formación de los cuerpos corresponde a movimientos de remoción en masa rápidos del tipo flujo de detritos hasta flujos hiperconcentrados (Spalletti 1980, 1997, 2001, Nemec y Steel 1984, Colombo 1989). La potencia de las capas sugiere la presencia de flujos de un espesor considerable, mayores que dos metros, de alta competencia y capacidad de transporte que se infiere a partir de la fábrica. El régimen de flujo se interpreta como alto, mayormente del tipo masivo con una cierta componente turbulenta, inferida a partir de las marcas de impacto entre bloques y la presencia de algunos fenoclastos partidos. Desde el punto de vista ambiental se los considera depósitos de lóbulos formados en los sectores de cabecera hasta el cuerpo interno de abanicos aluviales (Nemec y Steel 1984, Colombo 1989, Blair y McPherson 1994).

La asociación 2, también se encuentra en los niveles inferiores de la primera secuencia (Formación Los Riscos) y se caracteriza por las facies Gm. Consiste en conglomerados rojizos clasto a matriz soportados (arenosa a guijosa fina), mantiformes y con gradación inversa y normal. Se la atribuye a flujos tractivos de competencia moderada a muy alta ya que presentan bloques de hasta 70 cm de diámetro. El régimen de flujo tuvo apreciable fluidez y componente turbulenta, reflejada por frecuentes marcas de impacto entre los clastos, guijarros partidos y el propio esqueleto del depósito. Los bancos presentan gradación normal e inversa. La geometría de los cuerpos (escala vertical y desarrollo lateral) permiten vincular a los depósitos de esta facies con crecidas laminares de importante desarrollo hasta crecidas levemente encauzadas más espasmódicas,

de menor energía y con pérdida progresiva de competencia (Colombo 1989, Blair y McPherson 1994).

La asociación de facies 3 aparece algo más arriba en la secuencia inferior (Formaciones Los Riscos y El Jume). Se compone de ciclos predominantemente arenosos granodécrescentes y dinámico menguantes con participación de las facies Ah, Al y At (areniscas finas, en partes guijosas, con variadas estructuras mecánicas de régimen variable y con trazas de invertebrados), Ar (areniscas muy finas, con óndulas) y heterolíticas (con delgadas láminas de fangolitas laminadas y con estructuras de escape de agua). Se reconocen en ella distintos arreglos basados en la proporcionalidad entre las facies intervinientes; en algunas hay neto predominio de facies de mayor régimen de flujo (Ah a At) y en otras estos depósitos se asocian con abundantes areniscas ondulíticas. También hay casos donde la facies heterolítica puede estar ausente por no deposición o erosión. En conjunto, conforman bancos centimétricos (hasta 1 m), con base erosional poco marcada, eventualmente con un nivel de guijas. Estos cuerpos se han acumulado por una fase inicial tractiva de régimen intermedio a bajo, seguida por otra de decantación suspensiva. La geometría mantiforme de los cuerpos, con relación ancho/profundidad de 100:1 hasta 10:1, permiten inferir repetidas crecidas laminares asociadas, en sectores, a canalizaciones muy expandidas (Williams 1971, Steel 1974, Hubert y Hyde 1982). En esta asociación se reconocen elementos arquitecturales de tipo LS (arenas laminadas), SB (barras arenosas), OF (finos de decantación) y en mucha menor proporción CH (canales arenosos) (Miall 1985) generados en ambientes variables desde abanico aluvial árido distal a lóbulos arenosos de un sistema de wadi intermedio a distal (Mc Kee *et al.* 1967, Tunbridge 1981, 1984, Hubert y Hyde 1982, Olsen 1987, 1989, Spalletti y Colombo 2005).

También en la secuencia inferior se identifica a la asociación de facies 4 (Formación El Jume), que tiene carácter monofacial (sedimentos finos, heterolíticos) y geometría de mantos de gran extensión lateral, con relación ancho/profundidad >100:1. Se reconocen conjuntos donde las proporciones de

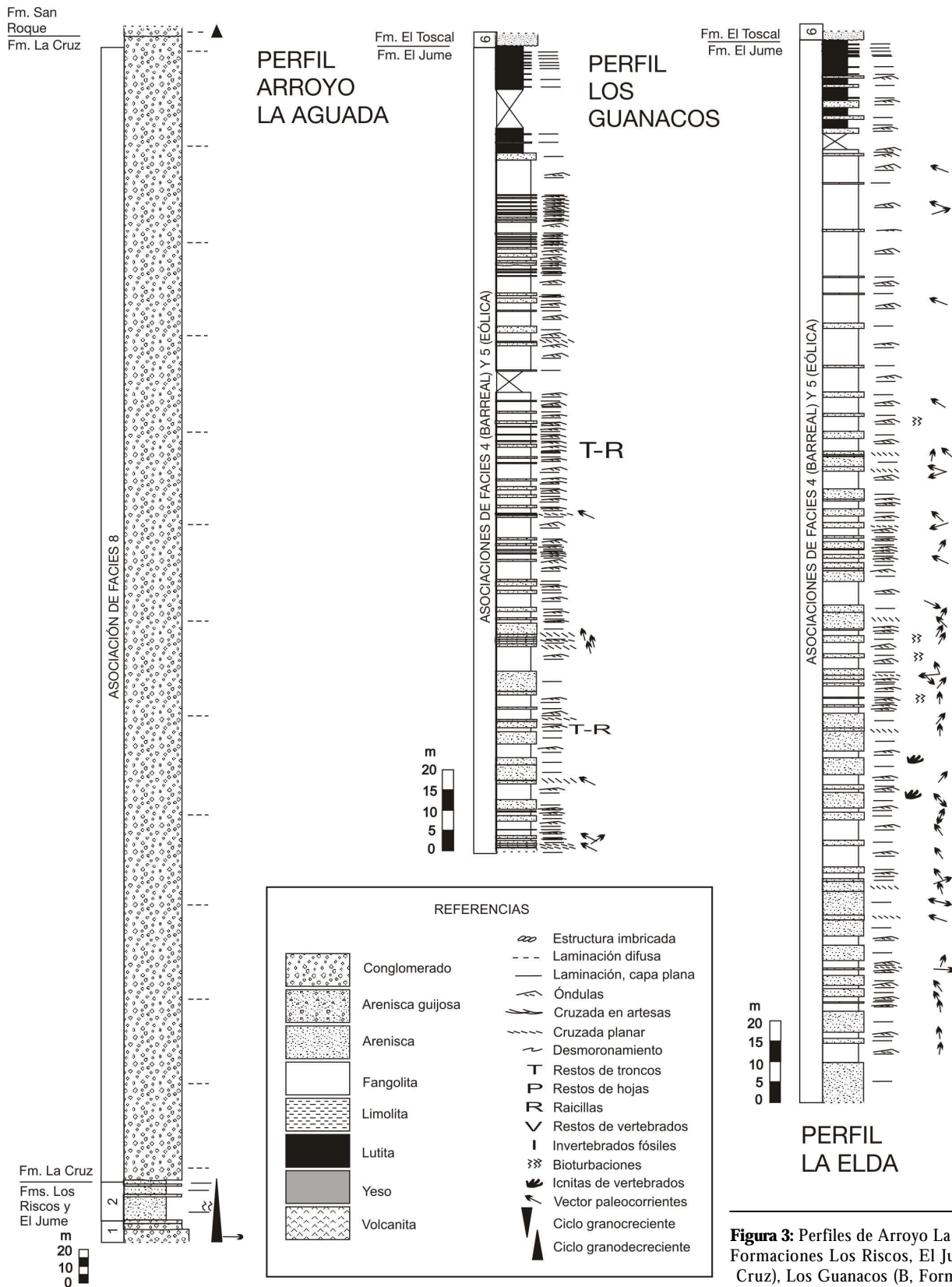


Figura 3: Perfiles de Arroyo La Aguada (D, Formaciones Los Riscos, El Jume y La Cruz), Los Guanacos (B, Formación El Jume) y La Elda (A, Formación El Jume).

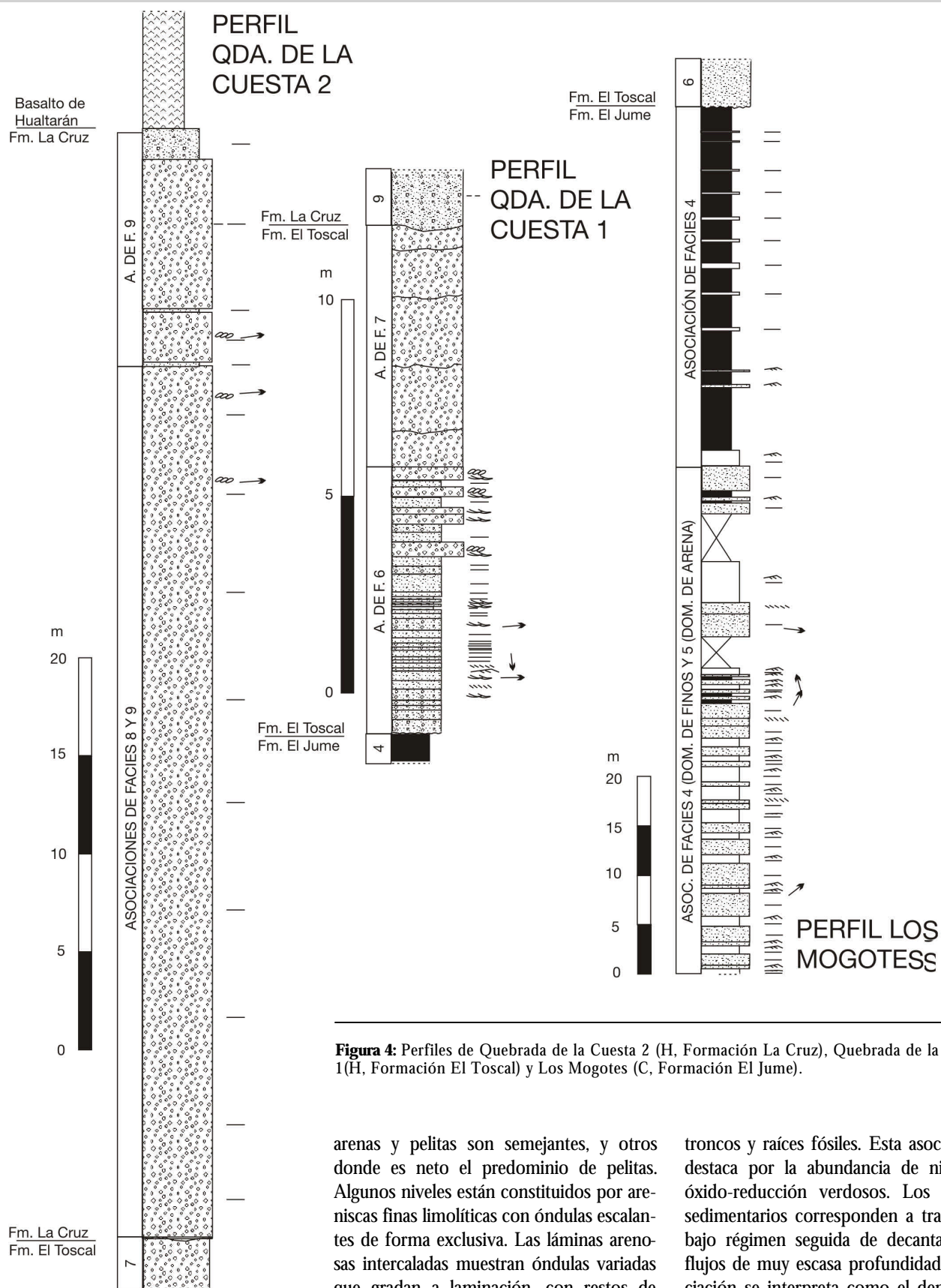


Figura 4: Perfiles de Quebrada de la Cuesta 2 (H, Formación La Cruz), Quebrada de la Cuesta 1 (H, Formación El Toscal) y Los Mogotes (C, Formación El Jume).

arenas y pelitas son semejantes, y otros donde es neto el predominio de pelitas. Algunos niveles están constituidos por areniscas finas limolíticas con óndulas escalantes de forma exclusiva. Las láminas arenosas intercaladas muestran óndulas variadas que gradan a laminación, con restos de

troncos y raíces fósiles. Esta asociación se destaca por la abundancia de niveles de óxido-reducción verdosos. Los procesos sedimentarios corresponden a tracción de bajo régimen seguida de decantación, en flujos de muy escasa profundidad. La asociación se interpreta como el depósito de

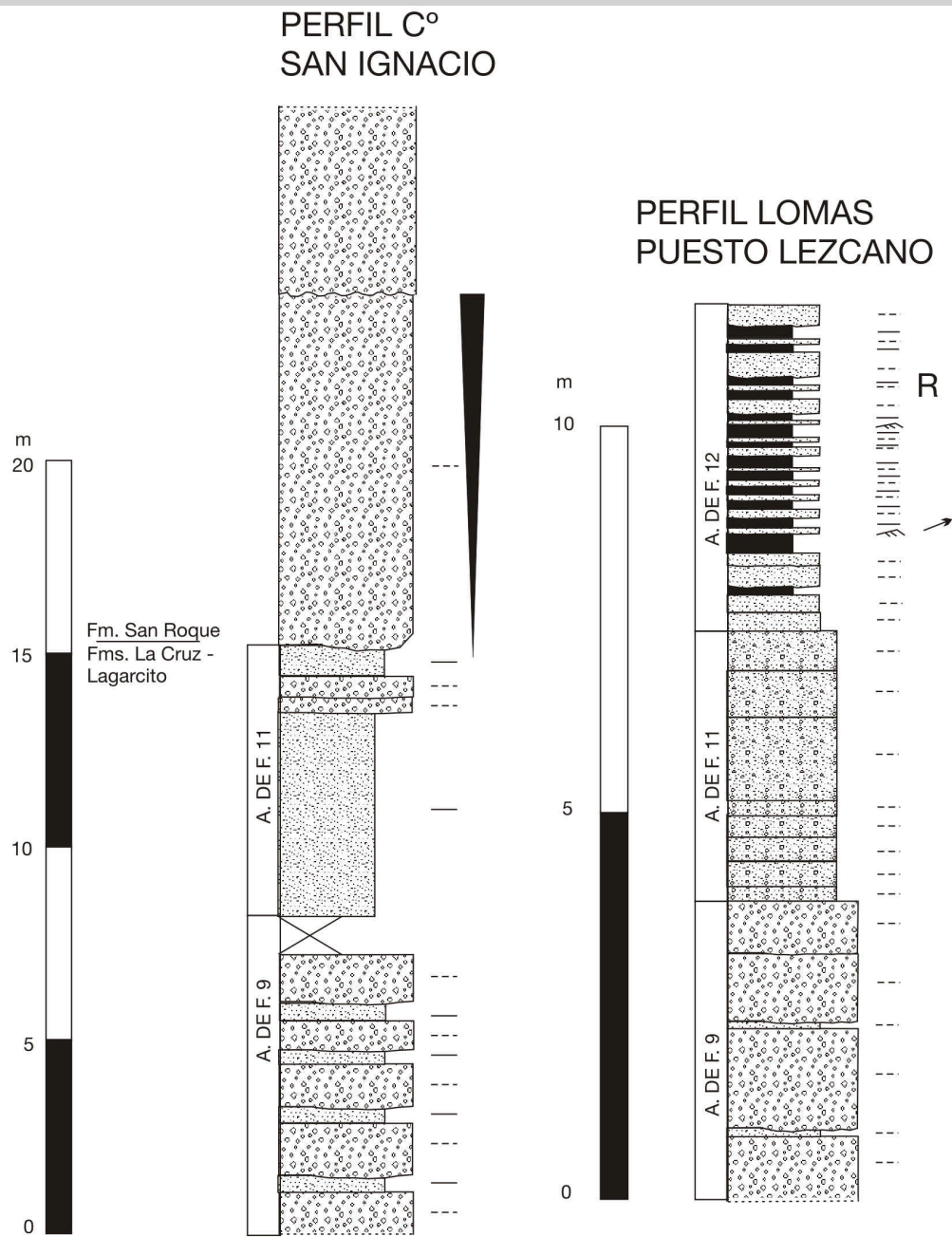


Figura 5: Perfiles de Cerro San Ignacio (N, formaciones La Cruz y Lagarcito) y Lomas Puesto Lezcano (M, Formación Lagarcito).

lóbulo de derrame de un sistema fluvial efímero en su ingreso a cuerpos de aguas someros y estancos, del tipo lagunas efímeras o barreales (Hubert y Hyde 1982, Tunbridge 1984, Spalletti y Colombo 2005). Los términos con mayor proporción de arena pueden atribuirse a las zonas más proximales de una planicie fangosa, mientras que las ricas en pelitas representan el

ámbito interno del barreal o la planicie fangosa media a distal.

La última asociación (5) reconocida en la secuencia inferior (Formación El Jume) muestra la participación de las facies Ahe y Ape, atribuidas a procesos de sedimentación eólica. Los sectores donde prevalece la facies Ahe (areniscas finas a muy finas rojizas, con geometría mantiforme de hasta un

metro, laminación o estratificación delgada horizontal y lineación por partición, que portan icnitas de vertebrados) se interpretan como depósitos de mantos arena eólica hasta interdunas secas (parcialmente húmedas). Por su parte, los conjuntos caracterizados por la facies Ape, constituyen típicas acumulaciones de dunas eólicas. Son areniscas finas a muy finas, rojizas, con geo-

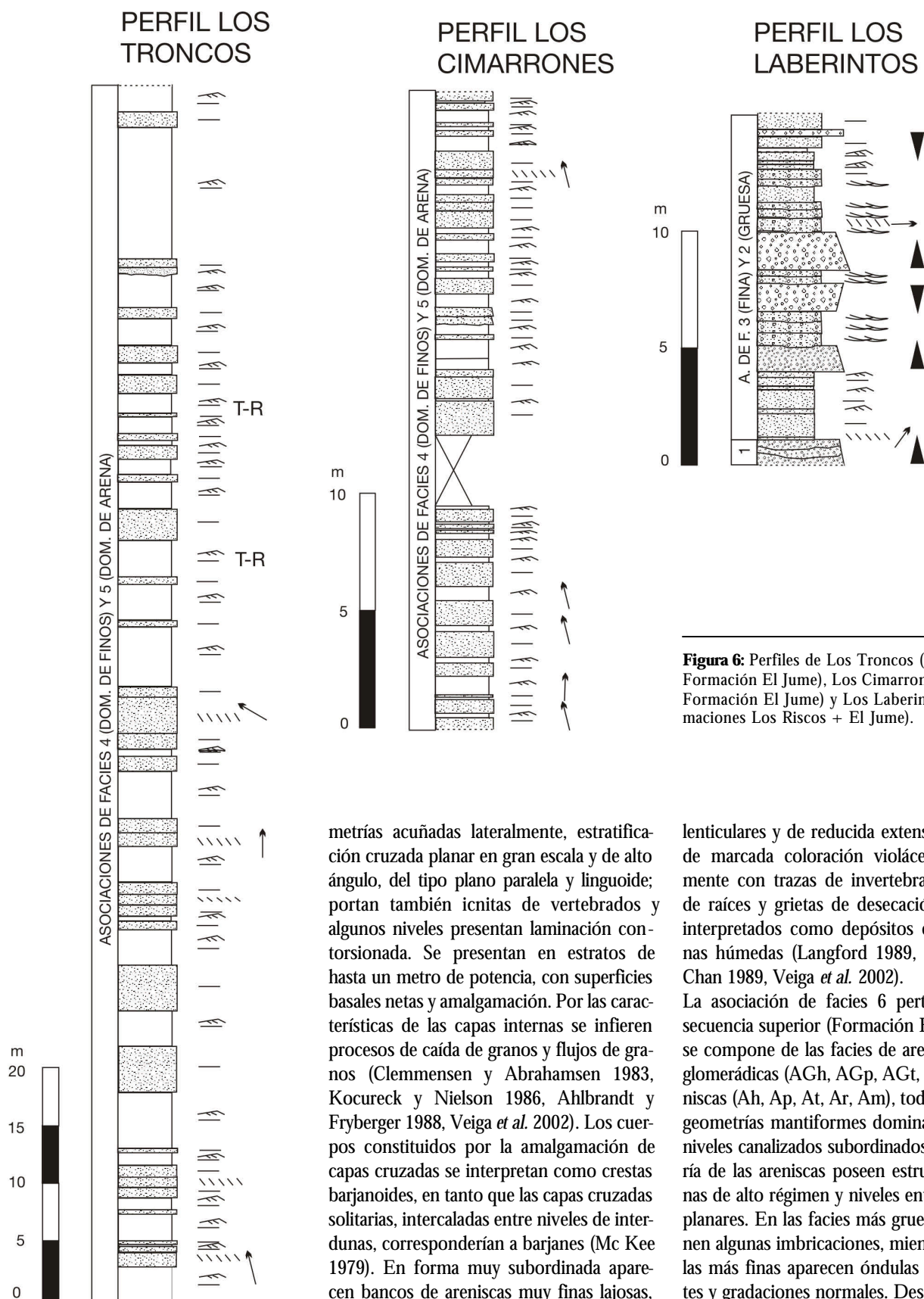


Figura 6: Perfiles de Los Troncos (G, Formación El Jume), Los Cimarrones (F, Formación El Jume) y Los Laberintos (E, formaciones Los Riscos + El Jume).

metrías acunadas lateralmente, estratificación cruzada planar en gran escala y de alto ángulo, del tipo plano paralela y linguoide; portan también icnitas de vertebrados y algunos niveles presentan laminación contorsionada. Se presentan en estratos de hasta un metro de potencia, con superficies basales netas y amalgamación. Por las características de las capas internas se infieren procesos de caída de granos y flujos de granos (Clemmensen y Abrahamsen 1983, Kocureck y Nielson 1986, Ahlbrandt y Fryberger 1988, Veiga *et al.* 2002). Los cuerpos constituidos por la amalgamación de capas cruzadas se interpretan como crestas barjanoides, en tanto que las capas cruzadas solitarias, intercaladas entre niveles de interdunas, corresponderían a barjanes (Mc Kee 1979). En forma muy subordinada aparecen bancos de areniscas muy finas lajas,

lenticulares y de reducida extensión lateral, de marcada coloración violácea, generalmente con trazas de invertebrados, restos de raíces y grietas de desecación que son interpretados como depósitos de interdunas húmedas (Langford 1989, Langford y Chan 1989, Veiga *et al.* 2002).

La asociación de facies 6 pertenece a la secuencia superior (Formación El Toscal) y se compone de las facies de areniscas conglomerádicas (AGh, AGp, AGt, AGi) y areniscas (Ah, Ap, At, Ar, Am), todas ellas con geometrías mantiformes dominantes y con niveles canalizados subordinados. La mayoría de las areniscas poseen estructuras planas de alto régimen y niveles entrecruzados planares. En las facies más gruesas se definen algunas imbricaciones, mientras que en las más finas aparecen óndulas de corrientes y gradaciones normales. Desde el punto

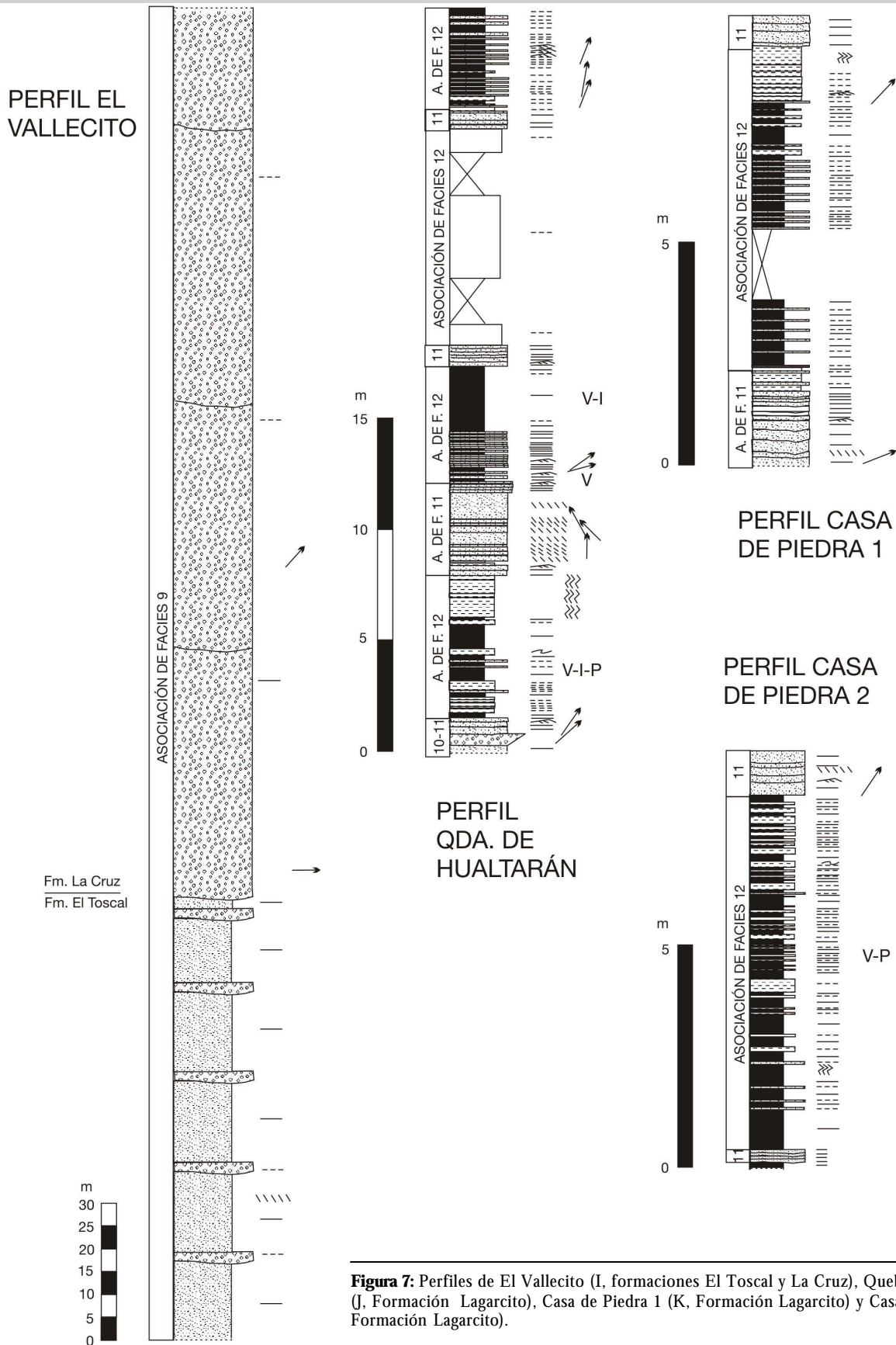


Figura 7: Perfiles de El Vallecito (I, formaciones El Tascal y La Cruz), Quebrada de Hualtarán (J, Formación Lagarcito), Casa de Piedra 1 (K, Formación Lagarcito) y Casa de Piedra 2 (L, Formación Lagarcito).

CUADRO 1: Facies sedimentarias de la sucesión cretácica en la sierra de las Quijadas

| Caracteres Diagnósticos | Código | Tipo de depósito | Ambiente | Unidad |
|--|--------|--|--|--|
| Aglomerados - conglomerados con matriz areno-limosa | Gms | Flujo de detritos y flujos de barro a flujos hiperconcentrados | Abanico aluvial (Cabecera-cuerpo interno - pie) | Fm. Los Riscos Fm. El Toscal |
| Conglomerados imbricados | Gi | Flujos encauzados y no encauzados, alto régimen | Abanico aluvial (Cuerpo interno) | Fm. La Cruz |
| Conglomerados con matriz guijosa fina a arenosa | Gm | Flujos no encauzados | Abanico aluvial (Cuerpo interno) | Fm. Los Riscos Fm. La Cruz Fm. Lagarcito |
| Conglomerados | Gm | Depósito próximo a un área volcánica | Playa gravosa de bolsón? | Fm. Lagarcito |
| Areniscas conglomerádicas, imbricación | AGi | Flujos encauzados y no encauzados, alto régimen | Fluvial efímero trenzado -abanico aluvial distal | Fm. El Toscal |
| Areniscas conglomerádicas, capa plana | AGt | Flujos encauzados y no encauzados, migración de barras transversales | abanico aluvial distal. Fluvial efímero trenzado - wadi intermedio | Fm. El Toscal Fm. Lagarcito |
| Areniscas conglomerádicas, estratificación en artesa | AGt | Flujos encauzados y no encauzados, migración de barras transversales | Fluvial efímero trenzado (Cuerpo interno) | Fm. Los Riscos Fm. La Cruz Fm. Lagarcito |
| Areniscas conglomerádicas, cruzada planar | AGp | Flujos encauzados y no encauzados, alto régimen | Fluvial efímero trenzado -abanico aluvial distal | Fm. El Toscal |
| Areniscas, estratificación cruzada en artesa | At | Migración de dunas subácueas | Abanico aluvial - planicie arenosa. Wadi intermedio | Fm. El Jume Fm. El Toscal |
| Areniscas con capa plana | Ah | Crecidas no encauzadas distales | Abanico aluvial - planicie arenosa. Wadi intermedio a bajo | Fm. El Jume Fm. El Toscal Fm. La Cruz Fm. Lagarcito |
| Areniscas, estructura de bajo ángulo | Al | Migración de dunas subácueas | Abanico aluvial - planicie arenosa. Wadi intermedio a bajo | Fm. El Jume Fm. Lagarcito |
| Areniscas con ondulas | Ar | Lóbulos de desbordamiento | Fluvial efímero (wadi distal) | Fm. El Jume Fm. El Toscal Fm. Lagarcito |
| Areniscas, estratificación cruzada planar | Ap | barras bidimensionales transversales | Fluvial efímero trenzado. Wadi intermedio | Fm. El Toscal Fm. La Cruz Fm. Lagarcito |
| Areniscas masivas | Am | Lóbulo arenoso | Wadi intermedio a bajo | Fm. El Toscal Fm. Lagarcito |
| Areniscas, estratificación horizontal delgada | Ahe | Mantos de arena, e interdunas secas y húmedas | Eólico | Fm. El Jume |
| Areniscas, estratificación cruzada planar | Ape | Barjanas y complejos de dunas barjanoides | Eólico | Fm. El Jume Fm. Lagarcito |
| Finos heterolíticos | Hm-r | Planicie fangosa (proximal a distal) | Barreal o lago efímero | Fm. El Jume |
| Pelitas fisiles y laminadas | Fl | Decantación suspensiva | Lacustre distal, perenne | Fm. Lagarcito |
| Fangolitas -areniscas muy finas masivas | Fm- Am | Flujos friccionales | Lacustre perenne | Fm. Lagarcito |
| Pelitas masivas, pelitas castañas carbonosas y pelitas gris oscuro | Lm | Decantación suspensiva | Lacustre distal, perenne o efímero | Fm. Lagarcito |
| Yeso | Y | Evaporita, costra salina | Lacustre efímero | Fm. Lagarcito |

de vista de los elementos arquitecturales, la asociación está caracterizada por litosomas de tipo SB (geoformas arenosas) (Miall 1985). El sistema deposicional es fluvial de carga traccional y pobre grado de canalización, por lo que no se descarta que corresponda a una red entrelazada areno gravosa caracterizada por importantes cambios en el estado de flujo, tanto en el tiempo como en sentido regional (Miall 1985), que se habría desarrollado en ámbito de abanico aluvial muy distal o en el área proximal canalizada de un wadi (Mc Kee *et al.* 1967, Glennie 1970, Tunbridge 1981, Miall, 1985).

Con un carácter monofacial, en la secuencia superior (Formación El Toscal) se identifica a la asociación de facies 7, constituida por conglomerados rojizos con matriz soporte areno-arcillosa, principalmente en mantos y masivos de la facies Gms. Estos depósitos han sido formados por movimientos de remoción en masa rápidos de competencia moderada y alta capacidad de transporte (Colombo 1989, Spalletti 1997). La abundancia de matriz, el pobre grado de selección y la masividad reflejan mecanismos de transporte altamente viscosos, por lo que se los atribuye a flujos de barro (elemento arquitectural SG de Miall 1985) que habrían alcanzado el pie de sistemas de abanicos aluviales de regiones áridas. En estrecha vinculación con estos depósitos y en la misma unidad lioestratigráfica se encuentra la asociación de facies 8, compuesta por conglomerados grisáceos con bloques aislados de hasta 60 cm de diámetro y con frecuentes fenoclastos impactados y partidos, clasto a matriz soportados, en mantos y con estratificación gruesa que forman conjuntos amalgamados (facies Gm, Gi). Son el resultado de procesos altamente competentes, turbulentos y de moderada a baja viscosidad, que corresponden a crecidas laminares y canalizadas que habrían actuado en el cuerpo de sistemas de abanicos aluviales (Nemec y Steel 1984, Colombo 1989, Blair y McPherson 1994).

También se relacionan lateral y verticalmente a las anteriores los depósitos de la asociación de facies 9 (Formación La Cruz), en la que participan en proporciones variables las facies gravosas (Gm, Gi)

y arenosas (Ah, Ap). En este caso, los depósitos de la facies psefíticas son más finos que los de la asociación anterior, mientras que los de la facies psamíticas son areniscas guijosas rojizas, mantiformes (con relación ancho/profundidad 10:1), y con estratificación plana y cruzada planar muy subordinada. Esta asociación es el resultado de flujos de competencia elevada a moderada, y alto régimen, que corresponden a crecidas laminares y encauzadas del cuerpo de abanicos aluviales (Steel 1974, Rust 1979, Nemec y Steel 1984, Blair y McPherson 1994). A diferencia de la asociación anterior, en ésta se tiene el registro de la merma en la competencia de la corriente, por lo que se desarrollan secuencias granodecipientes constituidas por pasajes desde las facies gravosas a las arenosas.

Las últimas tres asociaciones de facies se encuentran en la parte más alta de la secuencia superior, en depósitos referidos clásicamente a la Formación Lagarcito. La asociación 10 tiene carácter monofacial y se trata de un único banco de conglomerados con soporte de matriz arenosa fina a mediana, con incipiente gradación inversa, fábrica desorganizada y geometría en apariencia mantiforme (Gm). Corresponde a un depósito de procedencia local por acción de flujos fluidales concentrados. La madurez textural es pobre y la mineralógica muy baja. Se infiere un depósito próximo a un área fuente de origen volcánico (basaltos de Hualtarán), que incorporó en la matriz un sedimento eólico o de playa de bolsón (?) por infiltración, ya que los granos de arena intersticial presentan madurez textural y mineralógica buena.

Por su parte, la asociación de facies 11 se caracteriza por areniscas gravosas y areniscas con variadas estructuras primarias. Participan areniscas medianas guijosas, en mantos con estratificación horizontal de alto régimen, en partes con gradación normal (AGh), areniscas finas con estratificación delgada difusa a masivas y abundantes bioturbaciones (Am) y areniscas muy finas a medianas, en mantos, con estratificación plana, cruzada planar y ondulítica (Ah, Al, Ap, Ar). El conjunto responde a agentes traccionales y turbulentos de régimen variable. Se considera que la facies AGh correspondería a una zona de wadi medio sin

canalizaciones, pero de energía apreciable en las crecidas (Tunbridge 1984, Olsen 1987, 1989, Spalletti y Colombo 2005), mientras que las restantes conformarían lóbulos arenosos generados por crecidas laminares distales de un wadi intermedio a bajo (Tunbridge 1984, Spalletti y Colombo 2005). En esta asociación también se identifica la facies Ape de areniscas con típicos estratos acuíñados con internas cruzadas planares de gran escala y alto ángulo, por sectores con óndulas y rosetas de yeso, producidas por procesos de flujo y caída de granos en medio eólico, y que se atribuye por tanto a barjanes o crestas barjanoides (Mc Kee 1979).

Finalmente la asociación de facies 12 está conformada por depósitos pelíticos (Fl, Fm) y evaporíticos de yeso blanquecino en mantos delgados, laminados y arriñonados (Y), así como intercalaciones de sedimentitas psamíticas (Ah, Al, Ap, Ar). La asociación en su conjunto se habría formado en los ambientes más distales de un sistema restringido a hidrológicamente cerrado en condiciones de apreciable desecación. Se reconocen sedimentos finos, castaños, carbonosos y masivos, con restos de vertebrados, plantas y trazas fósiles, asignados a un ambiente de planicie fangosa distal o barreral. Entre ellos, interestratifican las facies de areniscas que representan los rellenos de cauces de alta sinuosidad y pobre expresión que habrían atravesado la planicie fangosa. Los depósitos más conspicuos y abundantes de esta asociación corresponden a ambientes lacustres de características hidrológicas variables, representados por el dominio de lutitas y fangolitas laminadas, debidas a decantación suspensiva en ambientes depocentrales lacustres, tanto bajo condiciones óxicas como anóxicas (cf. Allen y Collinson 1986, Talbot y Allen 1996, Spalletti 1997, 2001). Los sistemas lacustres más efímeros muestran interestratificaciones de lutitas y fangolitas laminadas con niveles de yeso nodular y láminas de anhidrita (facies Y) que evidencian períodos de generación de salmueras por evaporación hasta eventual desecación (Gore 1988, Anadón 1989). Los sistemas lacustres más permanentes se caracterizan por el neto dominio de lutitas y fangolitas laminadas entre las que aparecen intercalaciones de

limolitas a areniscas muy finas (Fm-Am) con geometrías lenticulares amplias, desde masivas a laminación irregular difusa, con estructuras del tipo de deformación sinsedimentaria, atribuidas a flujos friccionales. Por su parte, las zonas marginales lacustres están representadas por cuerpos mantiformes de limolitas arenosas amarillentas y masivas con abundantes marcas de óxido-reducción asociadas a bioturbaciones vegetales.

CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS REGIONALES

A partir de los datos de paleocorrientes obtenidos principalmente por valores de imbricación en guijas y de la variación de tamaños máximos de clastos en facies conglomerádicas (véanse Figs. 3 a 7), se define una marcada direccionalidad hacia el este de los sistemas deposicionales aluviales y fluviales. En algunos sectores existen variaciones locales en el patrón de paleocorrientes debido a la presencia de bloques de basamento en superficie. Por ejemplo ello ocurre en la Sierra del Gigante en donde para lo que en este trabajo se denomina sistema de abanico aluvial gravoso de la Formación La Cruz, Schmidt *et al.* (1995) y Gardini *et al.* (1996) documentaron direcciones de paleocorrientes hacia el norte y sur. Datos de paleocorrientes sobre los afloramientos de las Formaciones La Cruz y Lagarcito en la zona de Las Barrancas en el extremo austral de la sierra de San Luis, también indican aportes occidentales.

Respecto de las áreas de procedencia, varios autores (Rivarola 1994 y 1995a, Maggi 1994, Schmidt *et al.* 1995, Gardini *et al.* 1996) han postulado sobre la presencia de un elemento positivo al oeste del actual cordón de serranías occidentales, de dirección aproximadamente meridional y coincidiendo con el actual trazo del río Desaguadero. Yrigoyen *et al.* (1989) lo han denominado Alto del Desaguadero o del Desaguadero - Tunuyán y lo caracterizan como un bloque basamental de forma paralelepípeda, constituido por rocas precámbricas y enterrado en la actualidad a no más de 1.000 m de profundidad. Parte del mismo se expone en superficie conformando los bloques de basamento de las sierras de Varela, El

Gigante, Guayaguas y Pie de Palo. Si bien dicho elemento estuvo conformado principalmente por rocas de igual composición a las que actualmente presentan los bloques que componen las Sierras Pampeanas, también contenía alguna unidad de origen sedimentario, ya que como se destacara previamente en la matriz del conglomerado de la Formación Los Riscos de sierra de las Quijadas se han encontrado clastos de areniscas de grano fino.

Por otra parte, las sucesiones cretácicas en el subsuelo de la depresión longitudinal central parecen acuñarse hacia el este, contra el bloque de basamento de la sierra de San Luis y sus prolongaciones más australes (Cerro El Lince, El Tala, Las Barrancas y Charlone; Fig. 1). Por tal motivo es posible que este elemento basamental haya constituido también un área positiva durante el Cretácico.

Altos menores de basamento han producido la delimitación de subcuencas cretácicas en la región. Ello ocurre con la dorsal de San Pedro que separaba las áreas de acumulación cretácica de las sierras de las Quijadas y del Gigante (Yrigoyen *et al.* 1989).

EVOLUCIÓN DEL RELLENO SEDIMENTARIO

A partir de la vinculación espacial entre las asociaciones de facies y de su desarrollo regional se han definido siete etapas evolutivas, las tres primeras corresponden a la secuencia inferior y las restantes a la superior (Fig. 8).

Etapla 1: estuvo caracterizada por la generación de un abanico aluvial de baja eficacia de transporte construido mayormente a partir de flujos masivos y no encauzados de la secuencia inferior en el área occidental de la cubeta, y sus depósitos se observan en los perfiles Arroyo La Aguada y Los Laberintos (Figs. 3 y 6). Las evidencias de campo permiten postular la existencia de uno o más abanicos aluviales que hacia la zona depocentral de la cuenca evolucionaban hacia un sistema fluvial efímero. Durante esta etapa, y en las zonas más alejadas del área fuente, habría comenzado a desarrollarse la planicie fangosa o sistema de barreal, localmente acompañada por niveles eólicos. El área fuente de detritos se ubicaría al oeste de los

actuales afloramientos y su composición era de carácter mixto, por un lado rocas del basamento cristalino como las que actualmente se observan en los afloramientos de Sierras Pampeanas, y también alguna unidad de origen sedimentario (triásica?), ya que los conglomerados presentan guijas de areniscas muy finas.

Etapla 2: se inicia la retrogradación del sistema de abanico aluvial - fluvial efímero y la migración del depocentro de la cuenca hacia el oeste. La sedimentación en el área pasa a quedar dominada por un mayor desarrollo de la planicie fangosa del sistema de barreal que durante períodos de fuertes sequías era cubierto por un sistema eólico. Tal situación queda evidenciada en los perfiles La Elda, Los Guanacos, Los Mogotes, Los Troncos y Los Cimarrones (cf. Figs. 3 y 6).

Etapla 3: se caracterizó por la máxima retrogradación del sistema de abanico aluvial - fluvial efímero de las formaciones, ligada a la pérdida de expresión topográfica del área fuente de detritos durante un estadio caracterizado por el ascenso relativo del nivel de base. El sistema de barreal experimentó su mayor expansión hacia la zona de cabecera del abanico aluvial. Asimismo los depósitos eólicos habrían perdido expresión o pasaron a ocupar sectores marginales del barreal. Los depósitos correspondientes aparecen en el tramo cuspidal de los perfiles del flanco oriental del Potrero de la Aguada (secciones A, B y C Fig. 1 y Figs. 3 y 4), a partir del punto en donde las facies que componen el sistema de barreal se tornan ampliamente predominantes.

Etapla 4: se inicia el desarrollo de la secuencia superior con un nuevo sistema fluvial efímero de amplia expansión areal, pero escaso registro vertical, tal como se observa en el Perfil La Cuesta 1 (Fig. 4). Dicho sistema progradó sobre los barreales del tope de la secuencia inferior posiblemente como resultado de un evento tectónico que expuso nuevas áreas del basamento cristalino y de sucesiones sedimentarias previamente formadas. Posteriormente aparece el sistema de wadi proximal de la Formación El Toscal, que en el ámbito de la cuenca cubrió casi por completo al sistema fluvial efímero previamente formado e indica una tendencia progradante que se puede asociar con la continuidad de la actividad tectónica.

Etapla 5: representa al clímax del proceso progradacional, ya que está caracterizada por el amplio desarrollo de depósitos del sistema de abanico aluvial gravoso (Figs. 4, 5 y 7), los cuales, y siguiendo la tendencia evolutiva general, se habrían desarrollado con dirección este y noreste. La composición de las facies que lo integran hace suponer un mayor aporte de rocas de basamento cristalino por sobre cualquier otra litología. La notable monotonía facial y la gran amplitud lateral de los afloramientos del sistema de abanico aluvial gravoso inducen a postular la existencia de una extensa bajada aluvial, la cual es posible seguir en todo el ámbito de la cuenca de San Luis. Los términos distales de este sistema deposicional se identifican con claridad en el extremo sur de sierra de las Quijadas (perfil Puesto Lezcano, Fig. 5).

Etapla 6: comienza la retrogradación del sistema de abanico aluvial gravoso acompañada por la efusión de los basaltos alcalinos en el área, cuyos afloramientos se observan en Pozo de Piedra, Hualtarán y Quebrada Larga Puesto Agüero (Fig. 1). Estos cuerpos basálticos habrían tenido influencia en la configuración paleogeográfica de este sector de la cubeta. En la zona de Quebrada Larga, en donde el volcanismo está escasamente representado, los basaltos se intercalan entre los niveles fluviales del sistema de abanico aluvial gravoso. En cambio, entre Hualtarán y Pozo de Piedra (Fig. 1) los efusivos alcanzaron su mayor desarrollo vertical (más de 10 m) conformando una barrera paleogeográfica local que produjo la desviación de las corrientes del sistema aluvial y de los depósitos más distales de lóbulos arenosos fluviales efímeros contemporáneos. Hacia las zonas más distales, el sistema de lóbulos se relacionaba lateralmente con niveles lagunares en los que se concentró una rica fauna de vertebrados, invertebrados y plantas.

Etapla 7: en un marco de ascenso generalizado de nivel de base y retracción de los sistemas sedimentarios gravosos, suceden varios pulsos de expansión y retracción de un sistema lacustre (Fig. 7), bajo condiciones hidrológicas variables, desde episodios de lago abierto con amplio desarrollo de fauna y flora hasta aquéllos de lago cerrado con predominio de sedimentación química

y formación de niveles eólicos. Cada pulso de expansión y retracción queda limitado por la presencia de niveles de areniscas (lóbulos) de un sistema fluvial efímero. El área fuente de detritos habría ido perdiendo expresión topográfica y la subsidencia habría controlado la ubicación de los depocentros lacustres. Sobre la base de los restos de peces, es posible inferir que durante los estadios de lago abierto la cuenca haya tenido alguna conexión con el mar o bien con otra cuenca hidrológicamente conectada a él.

ARQUITECTURA SECUENCIAL Y CONTROLES SOBRE LA SEDIMENTACIÓN

Durante el Aptiano-Albiano en la placa sudamericana, y más específicamente en el centro de la Argentina, se desarrollaron cuencas de rift con relleno netamente continental y con marcada elongación en sentido meridiano. El origen de estas cubetas está vinculado a la extensión cortical relacionada al desmembramiento del Gondwana (Ulina y Biddle 1988, Ulina *et al.* 1989, Urien *et al.* 1995, Ramos 1996, 1999, Rossello y Mozetic 1999, Franzese *et al.* 2003). La geometría deposicional de las secuencias estudiadas, su arreglo cicloestratigráfico y la presencia de cuerpos efusivos basálticos de intraplaca revelan que la Cuenca de San Luis era la manifestación occidental de este sistema de rifts (Schmidt *et al.* 1995) y habría tenido la conformación geométrica de un hemigraben (cf. Costa *et al.* 1999).

Las fallas extensionales activas se habrían localizado hacia el flanco occidental de la cuenca y se extendían en sentido meridiano. La asimetría del hemigraben ha tenido gran influencia sobre los sistemas deposicionales, ya que en gran medida ha determinado la existencia de marcadas pendientes y un tamaño relativamente discreto de las áreas de drenaje de las áreas positivas ubicadas hacia el oeste, en el bloque yacente (foot-wall) del sistema. Además, como en los más característicos rifts continentales, en la cuenca analizada se registran tasas de subsidencia elevadas y alta disponibilidad de espacio de acomodación hacia el flanco activo, lo que se refleja en la singular asimetría del registro sedimentario, espeso y de

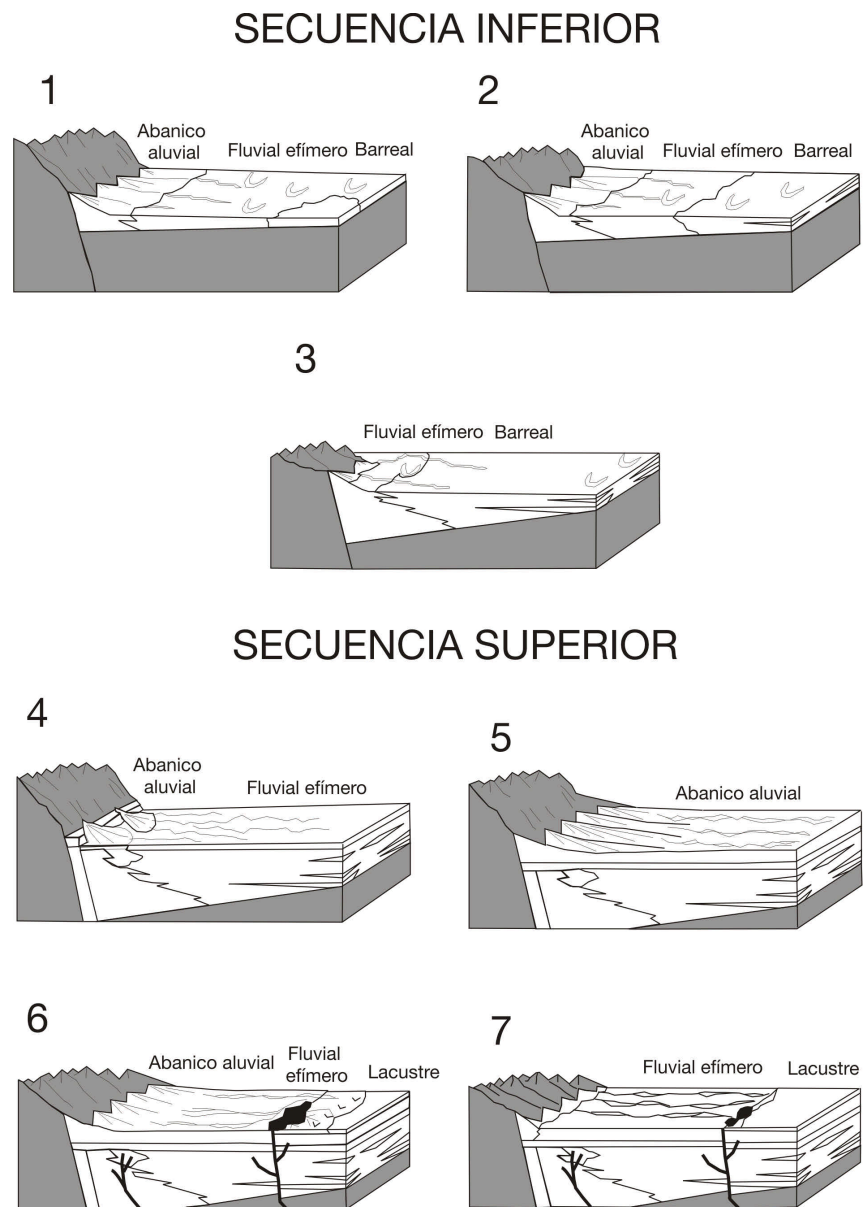


Figura 8: Etapas evolutivas y modelos conceptuales de sedimentación de la sucesión cretácica en la Sierra de las Quijadas.

textura muy gruesa en el sector occidental y que tiende a acuñarse hacia el bloque colgante o flanco pasivo del hemigraben (*hanging-wall*).

En la sucesión cretácica de la sierra de las Quijadas la secuencia inferior incluye a sistemas de abanico aluvial-fluvial efímero, eólico y de barreal. Por su parte, la secuencia superior se caracteriza por sistemas fluviales efímeros y de wadi proximal, de abanico aluvial gravoso, y por último fluvial efi-

mero, eólico y lacustre (Fig. 9). La disponibilidad de espacio de acomodación y los aportes de materiales clásticos han sido factores determinantes en las características generales de estas secuencias. Las variaciones en el espacio de acomodación se relacionan con el movimiento de las fallas del hemigraben y con cambios periódicos en el ritmo de subsidencia de la cuenca (cf. Cross *et al.* 1993), mientras que el tipo de materiales clásticos aportados a la cuenca ha estado

determinado por la naturaleza de las rocas madres, las pendientes tectónicas y el clima. El desarrollo de las discontinuidades basales de las secuencias, y por ende el abrupto tránsito desde los sistemas de barreales y lacustres distales de la primera secuencia a los aluviales de la siguiente (Fig. 9), se vincula con una importante variación hacia pendientes regionales fuertes, ascenso de las áreas de aporte e incremento en la subsidencia mecánica de la cuenca. Por su parte, el diseño de superposición granodecreciente de estas secuencias es el resultado de la reducción en las pendientes del área deposicional o aplanamiento progresivo del perfil de equilibrio (Xue y Galloway 1993, Legarreta *et al.* 1993) y disponibilidad de un espacio de acomodación mucho más generalizado en la cuenca. En este contexto, la retrogradación evidenciada por la regionalización de las facies distales de barreal y/o lacustres, refleja el ascenso relativo en el nivel de base (Browne y Plint 1994, Plint y Browne 1994).

Los diseños de superposición granodecrecientes como los encontrados en ambas secuencias del registro cretácico de Las Quijadas son característicos de los márgenes activos de los rifts asimétricos o hemigrábenes (Mather 1993, Melvin 1993, Fernández *et al.* 1993, Cole y Rigway 1993, Crews y Ethridge 1993). Asimismo, para cada una de las dos secuencias reconocidas, y sobre la base de los conceptos de Currie (1997), se pueden definir un tracto degradacional representado por las facies aluviales que se encuentran sobre las discontinuidades estratigráficas, un tracto transicional compuesto por los sistemas aluviales distales y lóbulos fluviales efímeros (wadi) y un tracto agradacional que se caracteriza por el dominio de sistemas de barreal y lacustres generados en condiciones de elevada posición relativa del nivel de base.

En la evolución del relleno sedimentario de los sistemas de rift suelen reconocerse dos fases principales: sinrift (o simplemente rift) y postrift (cf. Ingersoll y Busby 1995, Leeder 1995). En la primera, la subsidencia es mecánica y resulta mayor preferentemente a lo largo del margen activo donde se genera más espacio de acomodación. Los espesores sedimentarios son importantes y la textura de los sedimentos es gruesa, con

rápidas variaciones de facies tanto en sentido transversal como paralelo al eje mayor de las depresiones. La fase de postrift está gobernada por subsidencia térmica o por carga la que se distribuye mucho más uniformemente (Leeder 1982, 1995, Leeder y Gawthorpe 1987). Viene acompañada por el desarrollo de sistemas retrogradacionales con dominio de los ambientes deposicionales de menor energía cinética. La geometría deposicional tiene tendencias simétricas y los ejes de los depocentros se ubican hacia los flancos pasivos de los hemigrábenes.

Una de las características de la sedimentación cretácica en Las Quijadas es que en cada una de las dos secuencias definidas en este trabajo se pueden identificar las fases de sinrift y postrift, por lo que su desarrollo estaría esencialmente determinado por controles tectónicos. En la primera de las secuencias la fase de sinrift abarca a los depósitos que conforman los sistemas de abanicos aluviales con los equivalentes fluviales efímeros distales, mientras que la de postrift coincide con la expansión de los sistemas lacustres efímeros y de barreales (Fig. 9). Por su parte, los sistemas deposicionales de carácter proximal que se establecen con posterioridad pueden ser atribuidos a una segunda fase de sinrift, en tanto que el postrift subsiguiente comenzaría con la expansión de los sistemas deposicionales mayormente lacustres que se atribuyen a la Formación Lagarcito, por sectores asociados a la efusión de volcanismo alcalino.

Vale agregar que en la interpretación de los depósitos cretácicos de San Luis no debe descartarse la influencia de las condiciones climáticas. Los atributos sedimentológicos y paleontológicos permiten inferir que durante la sedimentación de la secuencia inferior habrían prevalecido condiciones áridas a semiáridas templadas, lo que queda avalado por el carácter fuertemente oxidante que exhiben las capas rojas que la constituyen, así como la presencia de cuerpos de abanicos aluviales de baja eficacia de transporte asociados a redes fluviales efímeras interdigitadas con depósitos eólicos y extensos barreales. Dicha condición parece haber cambiado durante el desarrollo de la secuencia superior, ya que en ésta los indicadores paleoclimáticos muestran mayores

variaciones, con evidencias de ciclos más húmedos (abanicos aluviales de la secuencia superior, con elevada capacidad de transporte y menor grado de oxidación, en asociación con cuerpos lacustres perennes ricos en vertebrados, invertebrados y flora fósil) y secos (sistemas fluviales efímeros, episodios de acumulación eólica y cuerpos lagunares con sedimentación evaporítica).

CONCLUSIONES

En los depósitos cretácicos de la sierra de las Quijadas se definen dos secuencias deposicionales limitadas por sendas discordancias. La secuencia inferior comprende a las Formaciones Los Riscos y El Jume, y la superior a las Formaciones El Toscal, La Cruz y Lagarcito.

En el conjunto se han definido 21 facies sedimentarias y 12 asociaciones de facies que se asignan a sistemas de abanico aluvial, lóbulos arenosos de sistemas fluviales efímeros, planicies fangosas y barreales, dunas eólicas y ambientes lacustres, tanto perennes como efímeros. El patrón de paleocorrientes muestra persistente direccionalidad de los flujos hacia el este, por lo que se infiere que las áreas de aporte se encontraban esencialmente en el Alto del Desaguadero.

Sobre la base de la distribución de las asociaciones de facies en las diversas secciones relevadas se han podido definir tres etapas evolutivas para el relleno sedimentario de la secuencia inferior y cuatro para el de la secuencia superior. Tanto el clima como la tectónica han jugado un rol de importancia como controles en los procesos de sedimentación. La secuencia inferior se ha desarrollado en un marco árido a semiárido, en tanto que en la superior existen evidencias de una mayor variabilidad en las condiciones climáticas. Por otra parte, la arquitectura secuencial ha estado esencialmente controlada por la disponibilidad de espacio de acomodación y de los aportes de materiales clásticos. Ambas secuencias muestran diseños de superposición granodecrecientes en los que se reconocen tractos degradacionales, transicionales y agradacionales que pueden asociarse con las etapas de sinrift y de postrift de la cuenca. Las fases de sinrift reflejan la existencia de pendientes regiona-

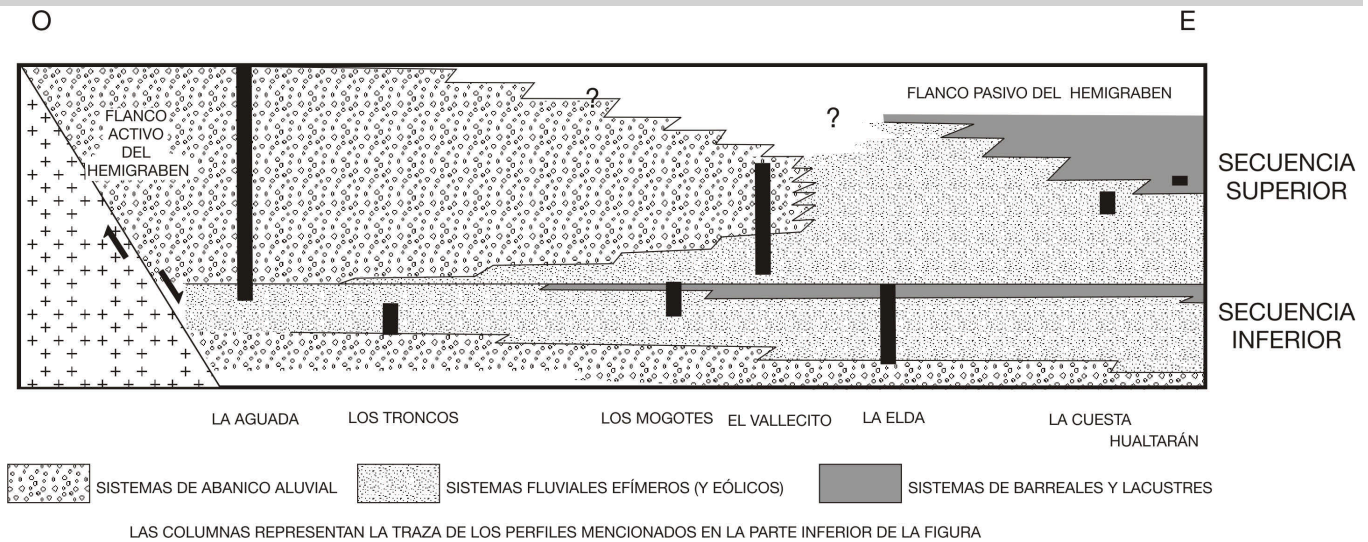


Figura 9: Diagrama esquemático oeste-este de las secuencias deposicionales con la distribución de los principales sistemas sedimentarios y la localización de los perfiles empleados para la reconstrucción

les fuertes, ascenso tectónico en las áreas de aporte y subsidencia mecánica en la cuenca, en tanto que las de postrift se caracterizaron por el aplanamiento del perfil de equilibrio y el más amplio desarrollo regional de facies de baja energía asociado con un proceso de subsidencia termal o por carga generalizada.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Dra. S. Barreda, a un revisor anónimo y a los editores de la Revista por las importantes observaciones y sugerencias efectuadas a la versión original de esta contribución. El trabajo fue financiado por la Secretaría de Ciencia y Técnica, Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis y por el CONICET, Institución a la que los autores dejan sentado su reconocimiento.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aberastain, A. 1998. Geología de la Sierra de Las Barrancas, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 105 p.
- Ahlbrandt, T.S. y Fryberger, S.G. 1988. Eolian deposits. En: Scholle, P. y Spearing, D. (Eds.): Sandstone Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists: 11-48, Tulsa.
- Allen, P.A. y Collinson, J.D. 1986. Lakes. En: Reading, H.G. (ed.) Sedimentary Environments and Facies, Blackwell: 63-94, Oxford.
- Anadón, P. 1989. Lagos. En: Arche, A. (ed.) Sedimentología. C.S.I.S. 1: 235-237, Madrid.
- Biondi, J. 1937. Informe Geológico Departamento Gral. Belgrano. Provincia de San Luis. Informe Interno YPF 0122. (inédito), Buenos Aires.
- Blair, T. y McPherson, J. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. Journal of Sedimentary Petrology A64: 450-489.
- Bossellini, A., Mutti, E. y Ricci-Luchi, F. 1989. Rocce e successioni sedimentarie. Unione Tipografico Editrice Torinese (UTET), 395 p., Torino.
- Bossi, G. 1977. La Formación Cerro Rajado. Provincia de La Rioja. Acta Geológica Lilloana 14: 19-37.
- Browne, G. y Plint, A. 1994. Alternating braidplain and lacustrine deposition in a strike-slip setting: the Pennsylvanian Boss Point Formation of the Cumberland Basin, Maritime Canada. Journal of Sedimentary Research B64: 40-59.
- Chiappe, L., Rivarola, D., Cione, A., Fregenal Martínez, M., Sozzi, H., Buatois, L., Gallego, O., Laza, J., Romero, López Arbarello, A., Buscalioni, A., Marsicano, C., Adamonis, S., Ortega, F., McGehee S. y Di Iorio, O. 1998. Biotic association and paleoenvironmental reconstruction of the "Loma del Pterodaustro" fossil site (Lagarcito Formation, Early Cretaceous, San Luis, Argentina). Geobios 31: 349-369.
- Clemmensen, L.B. y Abrahamsen, K. 1983. Aeolian stratification and facies association in desert sediments. Arran basin (Permian), Scotland. Sedimentology 30: 311-339.
- Cole, R. y Ridgway, K. 1993. The influence of volcanism on fluvial depositional systems in a Cenozoic strike-slip basin, Denali Fault System, Yukon Territory, Canada. Journal Sedimentary Petrology 63: 152-166.
- Colombo, F. 1989. Abanicos Aluviales. En: Arche, A. (ed.) Sedimentología, C.S.I.C. 1: 143-218. Madrid.
- Costa, C., Gardini, C., Ortiz Suárez, A., Chiesa, J., Ojeda, G., Rivarola, D., Strasser, E., Morla, P., Ulacco, H., Tognelli, G., Carugno Durán A., Vinciguerra, H. y Sales D. 1999. Hoja Geológica 3366-1. San Francisco. Programa Nacional de Cartas Geológicas. E 1:250.000. SEGEMAR, Boletín 278 (en CD) 113 p.
- Crews, S. y Ethridge, F. 1993. Laramide tectonics and humid alluvial fan sedimentation, NE Uinta Uplift, Utah and Wyoming. Journal Sedimentary Petrology 63: 420-436.
- Cross, T., Baker, M., Chapin, M., Clark, M., Gardner, M., Hanson, M., Lassenger, M., Little, L., McDonough, K., Sonnefeld, M., Valasek, D., Williams, M. y Witter, D. 1993. Applications of high-resolution sequence

- stratigraphy to reservoir analysis. En: Eschard, R. y Doligez, B. (eds.): Subsurface reservoir characterization from outcrop observations. Editions Technip: 11-33, París.
- Currie, B.S. 1997. Sequence stratigraphy of non-marine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland basin system. Geological Society of America, Bulletin 108: 1206-1222.
- Díaz, H., 1947. Geología de la región entre Marayes y Sierra de Las Quijadas. Informe interno YPF (inédito) Buenos Aires.
- Fernández, J., Bluck, B. y Viseras, C. 1993. The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology* 40: 879-893.
- Flores, M. 1969. El Bolsón de Las Salinas en la Provincia de San Luis. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 311-327.
- Flores, M. y Criado Roque, P. 1972. Cuenca de San Luis. 1° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 567-580, Córdoba.
- Fontanilla, G. 1997. Estratigrafía y sedimentología de secuencias continentales del sector norte del Parque Nacional de Sierra de Las Quijadas, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 96 p.
- Fossa Mancini, E. 1937. Estado actual de nuestras investigaciones en la Provincia de San Luis. Informe Interno YPF (inédito), Buenos Aires.
- Fossa Mancini, E. 1939. Vestigios de antiguos lagos en la Provincia de San Luis. Boletín de Informaciones Petroleras 16 (174): 17-42, Buenos Aires.
- Franzese, J.R., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and palaeoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32° - 54° S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.
- Gardini, C., Costa, C. y Schmidt, C. 1996. Inversión tectónica en el sector Sierra del Gigante - Alto Pencoso. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 267-281.
- Glennie, K.W. 1970. Desert Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology, 14, Elsevier, 222 p. Amsterdam.
- Gore, P.J.W. 1988. Toward a model for open - and closed- basin deposition in ancient lacustrine sequences: the Newark Supergroup (Triassic-Jurassic), Eastern North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70: 29-51.
- Hubert, J.F. y Hyde, M.G. 1982. Sheet-flow deposits of graded beds and sandstone on an alluvial sandflat-playa system. Upper Triassic Blomidon redbeds, St. Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology* 29: 457-474.
- Ingersoll, R.V. y Busby, K.J. 1995. Preface to Tectonics and Sedimentary Basins. En: Ingersoll, R.V. y Busby, K.J. (Eds.): Tectonics and Sedimentary Basins. Blackwell Science: 1-51, Cambridge.
- Kocureck, G. y Nielson, J. 1986. Conditions favorable for the formation of warm-climate sand seas. *Sedimentology* 33: 795-816.
- Langford, R.P. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part 1, modern systems. *Sedimentology*, 36: 1023-1035.
- Langford, R.P. y Chan, M.A. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part 2, ancient systems. *Sedimentology* 36: 1037-1051.
- Leeder, M.R. 1982. Upper Palaeozoic basins of the British Isles - Caledonide inheritance versus Hercynian plate margin processes. *Journal of the Geological Society of London* 139: 479-491.
- Leeder, M.R. 1995. Continental rifts and proto-oceanic rift troughs. En: Ingersoll, R.V. y Busby, K.J. (eds.) Tectonics and Sedimentary Basins. Blackwell Science: 53-148, Cambridge.
- Leeder, M. y Gawthorpe, R. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block half graben basins. En: Hancock, P.L., Coward, M. P. y Dewey, J.F. (eds.): Extensional Tectonics. Geological Society of London, Special Publication 28: 139-152.
- Legarreta, L., Uliana, M., Larotonda, C. y Meconi, G. 1993. Approaches to nonmarine sequence stratigraphy - Theoretical models and examples from Argentine basins. En: Eschard, R. y Doligez, B. (eds.): Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations. Editions Technip: 125-143, París.
- Lurgo, C. 1967. Contribución al conocimiento geológico de Punta Sierra y Sector Sur de Sierra El Gigante sita al Norte de la Localidad de Alto Pencoso, San Luis. Tesis doctoral, Facultad Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- (inédita), 117 p.
- Maggi, F. 1994. Estratigrafía de las sedimentitas mesozoicas al sur de la Sierra de Guayaguas y Norte de la Sierra de Cantantal, Provincia de San Luis. Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 143 p.
- Manoni, R. 1985. Geología del subsuelo de la cuenca de Beazley. Boletín de Informaciones Petroleras 2: 34-46.
- Mather, A. 1993. Basin inversion: some consequences for drainage evolution and alluvial architecture. *Sedimentology* 40: 1069-1089.
- McKee, E. 1979. An introduction to the study of global sand seas. En: McKee, E. (Ed.): A Study of Global Sand Seas. United States Geological Survey, Professional Paper 1052: 1-20, Washington.
- McKee, E.D., Crosby, E.J. y Berryhill, H.L. Jr. 1967. Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology* 37: 829-851.
- Melvin, J. 1993. Evolving fluvial style in the Kekiktuk Formation (Mississippian), Endicott Field Area, Alaska: base level response to contemporaneous tectonism. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 77: 1723-1744.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A. (Ed.): Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604, Calgary.
- Miall, A.D. 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review* 22: 261-308.
- Nemec, W. y Steel, R. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E.H. y Steel, R.J. (Eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society Petroleum Geologists, Memoir 10: 1-31.
- Olsen, H. 1987. Ancient ephemeral stream deposits: local terminus fan model from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) in the Tronder -3, -4 and -5 wells, Denmark. En: Frostick, L. y Reid, I. (eds.) Desert Sediments: Ancient and Modern. Geological Society, Special Publication: 69-86, London.
- Olsen, H. 1989. Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur

- Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, U.S.A. *Sedimentary Geology* 61: 207-221.
- Pérez, M. y Lucero, S. 2004. Los depósitos de la Formación Lagarcito al sur de la Sierra del Gigante, San Luis. 10° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 136-137, San Luis.
- Pérez, M. y Códaga, D. 2004. Las facies eólicas de la Formación Lagarcito al sur de la Sierra de Varela, San Luis. 10° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 137-138, San Luis.
- Plint, A. y Browne, G., 1994. Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research* B64: 341-364.
- Prámparo, M. y Milana, J.P. 1999. Palynological and sedimentological data from the continental Lower Cretaceous Lagarcito Formation, San Juan Province, Argentina. 7° International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Buenos Aires. Abstracts p. 52.
- Ramos, V.A. 1996. Evolución tectónica de la plataforma continental. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Relatorio 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 385- 404, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 715-784, Buenos Aires.
- Rivarola, D. 1994. Stratigraphy and paleoenvironments analysis of Early Cretaceous units of Sierra de Las Quijadas. San Luis Province, Argentina. 14° International Congress of Sedimentology G-67 - G-69, Recife.
- Rivarola, D. 1995a. Evolución tectosedimentaria para el Cretácico Inferior de San Luis en Sierra de Las Quijadas. Taller de Trabajo Evolución Tectosedimentaria Cuencas de Antepaís (Ejemplos Andinos), Actas p. 16, San Juan.
- Rivarola, D. 1995b. Controles alo y autocíclicos en la Formación El Jume (Cretácico) de Sierra de Las Quijadas. San Luis. Argentina. Taller sobre Controles en la Sedimentación Aluvial, Actas 26-27.
- Rivarola, D. 1999. Estratigrafía y sedimentología de secuencias cretácicas. Parque Nacional de Las Quijadas. San Luis. Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis (inédita): 255 p.
- Rivarola, D. y Di Paola, E. 1992a. Paleoambiente desértico en el Potrero de la Aguada. Sierra de Las Quijadas. Cretácico de la Provincia de San Luis. Argentina. 4° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 79-85, La Plata.
- Rivarola, D. y Di Paola, E. 1992b. Secuencias mesozoicas de la Sierra de Las Quijadas. Paleoambientes y paleoclimas. Provincia de San Luis. República Argentina. 1° Encuentro Sobre Sedimentación Continental Bacias Mesozoicas Brasileiras. Acta Geológica Leopoldensia 15(36): 143-145, Sao Leopoldo.
- Rossello, E.A. y Mozetic, M.E. 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste argentino. Boletim do 5° Simposio do Cretaceo do Brasil, 1° Simposio sobre el Cretácico de América del Sur: 107-113, Serra Negra.
- Rust, B. 1979. Facies Model 2. Coarse Alluvial Successions. En Walker, R.G. (ed.) *Facies Models*, Geoscience Canada. Reprint Series 1: 9-21.
- Schmidt, C., Astini, R., Costa, C., Gardini, C. y Kraemer, P. 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation and Neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 341-358, Tulsa.
- Spalletti, L.A., 1980. Paleoambientes Sedimentarios en Secuencias Silicoclásticas. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 175 p., Buenos Aires.
- Spalletti, L.A. 1997. Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 49: 109-124, Buenos Aires.
- Spalletti, L.A. 2001. Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en la rampa de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera Occidental de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(2): 189-210.
- Spalletti, L.A. y Colombo, F. 2005. Form alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 8: 363-383.
- Steel, R.J. 1974. New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province. *Journal of Sedimentary Petrology* 44: 336-357.
- Talbot, M.R. y Allen, P.A. 1996. *Lakes En: Reading, H.G. (ed.) Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd. Edit.), Blackwell Science: 83-124, Oxford.
- Trumphy, E. 1937. Estudio en San Luis. Informe Interno YPF (inédito), Buenos Aires.
- Trumphy, E. 1942. Informe sobre estudios regionales en San Luis. Informe Interno YPF 6 del Archivo de Dirección General (inédito), Buenos Aires.
- Tunbridge, I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation - some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. *Sedimentary Geology* 28: 79-95.
- Tunbridge, I.P. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology* 31: 697-715.
- Uliana, M. y Biddle, K. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18, 2: 172-190.
- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614, Tulsa.
- Urien, C.M., Zambrano, J.J. e Yrigoyen, M.R. 1995. Petroleum basins of southern South America: an overview. En: Tankard, A.J., Suárez, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 63-77, Tulsa.
- Veiga, G. 1997. Influencia de factores extrínsecos en la evolución de una planicie aluvial: sedimentología de la Formación Challacó en el sector del Cerro Lotena, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 4: 111-128.
- Veiga, G., Spalletti, L. y Flint, S. 2002. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the

- Agrio Formation (Hauterivian), Central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 49: 1001-1019.
- Vera Torres, J.A. 1994. *Estratigrafía, Principios y Métodos*. Editorial Rueda. 806 p. Madrid.
- Williams, G.E., 1971. Flood deposits of the sand-bed ephemeral stream of central Australia. *Sedimentology* 17: 1-40.
- Xue, L. y Galloway, W. 1993. Genetic sequence stratigraphic framework, depositional style, and hydrocarbon occurrence of the Upper Cretaceous QYN Formations in the Songliao lacustrine basin, northeastern China. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 77: 1792-1808.
- Yrigoyen, M.R. 1975. La edad cretácica del Grupo Gigante (San Luis), su relación con cuencas circunvecinas. I° Congreso Geológico Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 9-56, S. M. de Tucumán.
- Yrigoyen M., Ortiz, A. y Manoni, R. 1989. Cuencas Sedimentarias de San Luis. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 203-219, S. M. de Tucumán.

Recibido: 20 de julio, 2005

Aceptado: 30 de noviembre, 2005